

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

ARTHUR SIQUEIRA DE MACÊDO

A SUPERFÍCIE CURIE NA PROVÍNCIA BORBOREMA E
SUAS IMPLICAÇÕES PARA O FLUXO TÉRMICO
LITOSFÉRICO

BRASÍLIA

2023

ARTHUR SIQUEIRA DE MACÊDO

**A SUPERFÍCIE CURIE NA PROVÍNCIA BORBOREMA E SUAS
IMPLICAÇÕES PARA O FLUXO TÉRMICO LITOSFÉRICO**

Trabalho Final apresentado como requisito parcial
para obtenção do título de “Bacharel em Geofísica”
do Instituto de Geociências da Universidade de
Brasília.

Orientador: Elder Yokoyama

BRASÍLIA
2023



4.0 Internacional

Esta licença permite download e compartilhamento do trabalho desde que sejam atribuídos créditos ao(s) autor(es), sem a possibilidade de alterá-lo ou utilizá-lo para fins comerciais. Conteúdos elaborados por terceiros, citados e referenciados nesta obra não são cobertos pela licença.

A minha família: Abel Ribeiro de Macêdo Junior, Luciana Siqueira de Macêdo e Júlia Siqueira de Macêdo.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por me guiar nesses cinco (longos, curtos... quem sabe?) anos de graduação.

Gostaria de agradecer a minha família, a quem dedico esse trabalho, Abel (meu pai) Luciana (minha mãe) e Júlia (minha irmã), juro que sem vocês me apoiando todos os dias não sei se conseguiria finalizar essa jornada tão cheia de altos e baixos. AMO VOCÊS DEMAIS!

Gostaria de agradecer profundamente aos meus avós: Vô Abel, Mama (*In Memoriam*) vocês dois infelizmente não puderam acompanhar o meu crescimento mais sei que estão me observando ai de cima, Vô Jair e Vó Cida, meus avós do coração Vô Tião e Vó Ló, todos vocês tiveram papeis fundamentais, seja na hora das conversas regadas a café e guloseimas (principalmente seus pães de queijo Vó Cida), seja nas horas que precisava de algum apoio ou qualquer tipo de torcida e oração.

Gostaria de agradecer ao meu padrinho Glauco, sua esposa Tathi e minha madrinha Zezé por sempre se preocuparem comigo, por estarem torcendo por mim sempre, e especialmente ao meu padrinho agradeço por sempre ter me incentivado a estudar e por ter cobrado todos os meus boletins (que mando até hoje kkkkkk)

Aos todos os meus amigos formosenses, sejam do IFG, do coleginho ou da vida mesmo, em especial Juarez, Kelvyn, Mirele, Ingrid Pereira, Luiz Gustavo, Igor, Douglas, Galo (Fabrício), Lucca, Nandim (José Fernando), Miguel. Vocês me ajudaram muitas vezes mesmo sem saber. Um muito obrigado especial para um dois meus melhores amigos e primos Victor e Gabriel. Aos meus primos Duda, Heitor, Alice, Laura, Victória, Luiz e aos membros do P-LEARN (Primos Ligados Entre Ações de Rendimento Negativo) Felipe, Henrique, Tetê, Clarisse, Sofia, Gabriel Vaz, Matheus Vaz

Aos meus amigos que conheci através dos games que estavam comigo enquanto eu procrastinava ou precisava de momentos de diversão (ou estresse kkkk), a vocês meu obrigado Morgan, Brinkin (Guilherme), Ivo, Tiago, Carol, MathGabe (Matheus Gabriel), Rods (Rodrigo), Carneiro (Guilherme).

Aos colegas de curso, em especial aos que acompanharam principalmente essa fase

final de curso, entre alegrias e tristezas, foi muito legal ver vocês fazendo parte disso, Ana, Joyce, Melissa, Genesson, GG (Bruno), Erick, Heitor, Villanova, Guilherme Zakarewicz, a minha grande amiga e conterrânea Mariana da Geologia, e meu grande amigo Brandow Lee.

Ao meu melhor amigo, parceiro de curso, de rolês, de furadas e de praticamente de tudo nesses últimos cinco anos, Yago obrigado meu irmão tu é muito pica! E ao restante do bodezord: Borba e Bodão (Luiz Eduardo), obrigado, mesmo de longe e mesmo com nossos que roles nunca saírem, sinto que vocês são parte disso também. Vacilaram de sair da geofísica, OLHA ONDE NÓS TÁ AGORA!

Ao meu orientador Elder Yokoyama pelos anos de trabalhos desenvolvidos juntos que me fizeram viajar o Brasil e conhecer um pouquinho do Mundo, pela orientação do presente trabalho final e por todas as conversas enriquecedoras.

A todos os membros do LEMAG, em especial, ao Tabosa por ter me disponibilizado parte das amostras usadas no desenvolvimento do trabalho, a Bianca Soares, por ter colaborado imensamente com esse trabalho, tanto nas medições no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG, quanto durante a escrita desse trabalho.

Aos técnicos, alunos e professores do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP, pelo auxílio durante os 15 dias de medidas magnéticas intensas no laboratório, em especial para a Janine, muito obrigado!

Todos os professores e técnicos o Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial, professora Susanne Maciel, professor Lucas Barros, professor George Sand e professor Marcelo Rocha por todos os ensinamentos, conversas e orientações passadas dentro e fora da sala de aula.

Gostaria de agradecer a minha namorada Marina, por ser esse ser paciente aguentando meus momentos chatos, por ser extremamente parceira sempre me apoiando e me ajudando sempre a ver o melhor lado de mim. Muito obrigado, EU TE AMO!

Por fim gostaria de agradecer a todos que colaboraram financeiramente com a minha vakinha, vocês fizeram parte do meu desenvolvimento como cientista.

"A vida é uma sucessiva sucessão de sucessões que se sucedem sucessivamente até sucederem o sucesso."Hernanes, O Profeta.

RESUMO

Macêdo, Arthur. **A superfície Curie na Província Borborema e suas implicações para o fluxo térmico litosférico**. 2023. 49 f. Trabalho Final (Bacharel em Geofísica) – Universidade de Brasília, Brasília, 2023.

Este estudo abordou as propriedades magnéticas e térmicas de amostras rochosas da região de Borborema. A análise dos dados de susceptibilidade magnética, curvas termomagnéticas, histerese e magnetização remanente isotérmica (IRM) forneceram informações sobre a composição mineralógica e resposta magnética. Observou-se uma diversidade nas propriedades magnéticas, indicando distintas origens geológicas e trajetórias térmicas ao longo do tempo. A modelagem térmica ampliou essa compreensão, destacando interações térmicas no sistema estudado. Os resultados revelaram uma variação na presença de minerais magnéticos e nas respostas magnéticas das amostras, sugerindo uma complexidade geológica na região de Borborema. A distribuição térmica modelada apontou para áreas com diferentes capacidades de retenção térmica, contribuindo para a compreensão dos processos geodinâmicos locais. Essa abordagem integrativa das propriedades magnéticas e térmicas contribui para uma compreensão da evolução geológica local.

Palavras-chave: Superfície Curie; Mineralogia Magnética; Modelagem Térmica.

(X) Autorizo a disponibilização do seguinte correio eletrônico para contato: arthur.2siqueira@gmail.com

ABSTRACT

Macêdo, Arthur. . 2023. 49 f. Trabalho Final (Bacharel em Geofísica) – Universidade de Brasília, Brasília, 2023. Título original: A superfície Curie na Província Borborema e suas implicações para o fluxo térmico litosférico

This study addressed the magnetic and thermal properties of rock samples from the Borborema region. The analysis of magnetic susceptibility data, thermomagnetic curves, hysteresis, and Isothermal Remanent Magnetization (IRM) provided insights into the mineralogical composition and magnetic response. Diverse magnetic properties were observed, indicating distinct geological origins and thermal histories over time. Thermal modeling expanded this understanding, highlighting thermal interactions in the studied system. The results revealed variations in the presence of magnetic minerals and magnetic responses, suggesting geological complexity in the Borborema region. The modeled thermal distribution pointed to areas with different thermal retention capacities, contributing to the understanding of local geodynamic processes. This integrative approach to magnetic and thermal properties enhances our comprehension of local geological evolution.

Keywords: Curie Surface; Magnetic Mineralogy; Thermal Modeling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Divisão da Província Borborema proposta por Hasui et al. (2012).	19
Figura 2	– Exemplo de uma curva de Histerese. O comportamento inicial de um espécime desmagnetizado à medida que o campo aplicado aumenta até atingir a saturação. A inclinação inicial é a suscetibilidade de baixo campo (χ_{lf}), e após a saturação, a inclinação representa a suscetibilidade de alto campo (χ_{hf}), que é a contribuição paramagnética. A linha tracejada mostra o ciclo de histerese após subtrair a inclinação paramagnética. A magnetização de saturação (M_s é a máxima após correção, e a remanência de saturação (M_r) é a magnetização restante em campo zero.	25
Figura 3	– Localização das amostras dentro da Província da Borborema.	30
Figura 4	– Amostras preparadas para a medição. a) susceptibilidade magnética; b) curvas termomagnéticas; e c) curvas de histerese e IRM.	31
Figura 5	– Superfície de Curie. Pontos pretos representam os eventos sísmicos (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016).	34
Figura 6	– Linha de sísmica de refração profunda. Os pontos amarelos representam os locais de explosões.	35
Figura 7	– Modelo de convecção de calor. Em preto: Descontinuidade de Conrad (LIMA et al., 2015). Em vermelho: Descontinuidade de Mohorovicic (LIMA et al., 2015). Em azul: Superfície Curie (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016).	35
Figura 8	– Modelo de convecção de calor de <i>Newer Volcanics Province</i>	36
Figura 9	– Porcentagem de Susceptibilidade Magnética dependente da frequência ($\chi_{FD}(\%)$).	37
Figura 10	– Curvas termomagnéticas da amostras a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e e)MTCRP85. Em vermelho: curva de aquecimento, em azul: curva de resfriamento	38
Figura 11	– Ciclo de Histerese da amostras estudadas. a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e e)MTCRP85	40
Figura 12	– Curvas de IRM da amostras estudadas. a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e e)MTCRP85.	41
Figura 13	– Modelo de convecção térmica sobre a linha de refração profunda de Lima et al. (2015).	42
Figura 14	– Modelo conceitual de convecção térmica obtido através dos resultados.	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	–	Propriedades Térmicas: Camada 1 e Camadas 2, 3 e 4	34
Tabela 2	–	Dados obtidos através das histereses das amostras.	39
Tabela 3	–	Dados obtidos através das IRM das amostras.	41

LISTA DE SIGLAS

IRM	Magnetização Remanente Isotérmica
SIRM	Magnetização Remanente Isotérmica de Saturação
CLG	Curva Cumulativa do tipo Log-Gaussiana
DP	Índice de Dispersão
SC	Superfície de Curie

LISTA DE SÍMBOLOS

κ	Susceptibilidade Magnética
χ	Susceptibilidade Magnética
χ_{fd}	Susceptibilidade Magnética dependente da frequência
H	Campo Magnético
$ k $	Número de Onda
Z_t	Profundidade até o topo da fonte magnética
Z_b	Profundidade até o fundo da fonte magnética
Z_0	Profundidade do Centróide
c	Calor Específico
λ	Condutividade Térmica
κ	Difusividade Térmica
Q	Densidade do fluxo de calor
∇T	Gradiente de Temperatura
ρ	Densidade

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	ÁREA DE ESTUDO	18
2.1	FORMAÇÃO E DIVISÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA	18
2.2	ATIVIDADE ÍGNEA NA PROVÍNCIA BORBOREMA	20
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
3.1	MINERALOGIA MAGNÉTICA DE ROCHAS	21
3.2	MEDIDAS DE MINERALOGIA MAGNÉTICA	22
3.2.1	Suscetibilidade magnética	23
3.2.2	Análises termomagnéticas	24
3.2.3	Curvas de Histerese	24
3.2.4	Magnetização Remanente Isotérmica	25
3.3	SUPERFÍCIE CURIE	26
3.4	PROPRIEDADES TÉRMICAS DE ROCHAS	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1	NATUREZA DAS AMOSTRAS	30
4.2	PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	31
4.3	DADOS MAGNÉTICOS	32
4.4	SUPERFÍCIE DE CURIE UTILIZADA	33
4.5	MODELAGEM TÉRMICA	33
5	RESULTADOS	37
5.1	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	37
5.2	CURVAS TERMOMAGNÉTICAS	38
5.3	CURVAS DE HISTERESE	39
5.4	CURVAS DE IRM	40
5.5	MODELAGEM TÉRMICA	42
6	DISCUSSÕES	44
7	CONCLUSÕES	45
	REFERÊNCIAS	46

1 INTRODUÇÃO

As propriedades magnéticas das rochas desempenham um papel crucial nos estudos geológicos da crosta terrestre, oferecendo informações sobre a história geológica, processos tectônicos e a distribuição de minerais (TAUXE, 2010). Em diversas áreas das geociências, como por exemplo na mineralogia magnética, no paleomagnetismo e nas análises tectônicas e estruturais.

Na mineralogia magnética, a identificação de minerais magnéticos específicos e suas propriedades magnéticas contribuem na caracterização de tipos de rochas e na análise de sua evolução (JOVANE et al., 2011). O paleomagnetismo, por sua vez, investiga a orientação e intensidade do magnetismo registrado em rochas antigas, sendo fundamental para reconstruir a história da deriva continental, movimentos das placas tectônicas e reconfigurações paleogeográficas ao longo do tempo geológico (RAPOSO; D'AGRELLA-FILHO; SIQUEIRA, 2003). Já as análises tectônicas e estruturais, ao examinarem a distribuição e orientação das propriedades magnéticas em rochas, fornecem informações preciosas sobre deformações tectônicas, falhas, dobras e outras estruturas geológicas, contribuindo para a compreensão da evolução tectônica de uma região (TRINDADE et al., 1999).

Contudo, é possível destacar que essas propriedades não são consideradas durante o cálculo da superfície de Curie (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016). Esse fato pode levar a erros durante o cálculo da profundidade da isoterma de 580°C, devido a contribuição no sinal magnético pela presença de outros óxidos de ferro, como a hematita, capazes de gerar sinais magnéticos acima dessa temperatura. Assim, a estimativa da temperatura de desmagnetização da magnetita pode ser influenciada por esses minerais magnéticos adicionais presentes nas rochas, ressaltando a necessidade de considerar uma gama mais ampla de propriedades magnéticas ao interpretar as informações obtidas com o cálculo da superfície de Curie.

A temperatura de Curie, ponto crítico no qual o material deixa de ser magneticamente ordenado, é variável entre diferentes materiais. Em um contexto geológico, ela descreve o fenômeno de desmagnetização dos minerais magnéticos nas rochas. Abaixo da temperatura de Curie, os minerais magnéticos nas rochas organizam-se de forma a alinhar suas propriedades magnéticas em domínios magnéticos, resultando em um magnetismo observável.

À medida que a temperatura das rochas se aproxima da temperatura de Curie, ocorrem flutuações térmicas que afetam a orientação dos momentos magnéticos dos minerais. Quando essa temperatura é ultrapassada, as flutuações térmicas tornam-se mais intensas, quebrando o alinhamento previamente ordenado dos momentos magnéticos. Isso resulta na perda do magnetismo remanente e na redução da capacidade da rocha de manter uma magnetização significativa (O'REILLY, 1984; DUNLOP, 1998; TAUXE, 2010).

O cálculo da superfície de Curie é uma análise espectral de dados provenientes de levantamentos aeromagnéticos. Na análise espectral, os dados aeromagnéticos são submetidos a técnicas de transformada de Fourier ou métodos similares para decompor o sinal magnético em diferentes componentes de frequência (CORREA, 2016). A correlação entre as variações da magnetização presente em rochas e as características da temperatura de Curie oferecem observações fundamentais sobre a estrutura térmica das camadas subsuperficiais terrestres. O gradiente geotérmico, que representa a proporção de aumento térmico por unidade de profundidade sob a superfície terrestre, é influenciado por variáveis como a capacidade térmica das rochas, o fluxo de calor proveniente do núcleo terrestre e as configurações geológicas regionais (BRAGANÇA; BRAGA, 2005; ROCHA et al., 2015; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016).

Estudos geofísicos atuais têm levantado debates sobre a ocorrência de fontes magnéticas em profundidades análogas às mantélicas, revelando a complexidade da estrutura magnética da crosta terrestre e sua interação com rochas do manto (KUPENKO et al., 2019; FERRÉ et al., 2021). Estudos anteriores, que atribuíam à descontinuidade de Mohorovicic a demarcação entre uma crosta magnetizada e um manto não magnético (WASILEWSKI; THOMAS; MAYHEW, 1979; WASILEWSKI; MAYHEW, 1992), foram questionados e aprimorados por pesquisas recentes, como as conduzidas por Ferré et al. (2014), Ferré et al. (2021). Esses estudos, baseados em dados experimentais, medições de magnetização em xenólitos do manto e observações de satélite, consolidaram a evidência da presença de minerais magnéticos em regiões do manto e, possivelmente, em partes da crosta magnética que transcendem os tradicionais limites da descontinuidade de Mohorovicic.

A definição comumente aceita da interface entre a crosta magnética e o manto não magnético recai sobre a superfície Curie, que representa a profundidade em que os minerais magnéticos perdem sua magnetização (WANG et al., 2000; ROCHA et al., 2015; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016). A superfície Curie é dependente por aspectos geodinâmicos, tais como pressão, temperatura do sistema, deformação, além

da composição mineral das rochas e da disponibilidade de fluidos na região. Dentre os principais minerais magnéticos predominantes na crosta profunda e manto superior, destacam-se os óxidos de ferro, nomeadamente: (i) magnetita (DUNLOP, 1998; FERRÉ et al., 2021); (ii) solução sólida de hematita-ilmenita (ROBINSON et al., 2016; MCENROE et al., 2004); e (iii) cromo-espinélio (ZIEMNIAK; CASTELLI, 2003).

Recentemente, Kuppenko et al. (2019) realizaram uma investigação sobre a magnetização da hematita (Fe_2O_3) em zonas de subducção no oeste do Pacífico. Essas zonas, caracterizadas pela subducção de placas tectônicas até a zona de transição do manto terrestre, situada a profundidades entre 410 e 660 km, apresentam condições extremas. Os resultados obtidos sugerem que a hematita nessas regiões mantém sua magnetização em temperaturas de 925 °C e pressões de 10 GPa, desafiando algumas premissas anteriores sobre as propriedades magnéticas em profundidades significativas.

O estudo das propriedades térmicas das rochas desempenha um papel na compreensão dos processos geodinâmicos que moldam a crosta terrestre (e.g., Cardoso (2016)). A condução do calor através das rochas, bem como as variações no fluxo térmico, são indicadores das condições térmicas e do comportamento térmico do subsolo. O entendimento dessas propriedades é essencial para entender os padrões de distribuição de calor na crosta terrestre, fornecendo informações sobre a evolução geológica e os processos de formação de estruturas geofísicas (e.g., Jemmal, Zari e Maaroufi (2016), Ge et al. (2021), Jennings et al. (2023)). Ao considerar as propriedades térmicas em conjunto com as características magnéticas das rochas, podemos obter uma visão mais abrangente e integrada dos processos que moldam a região da Província da Borborema, contribuindo para uma compreensão mais profunda das interações entre o calor interno da Terra e as propriedades magnéticas das rochas.

O objetivo deste trabalho final de graduação é explorar as propriedades magnéticas e térmicas de rochas sujeitas a diferentes condições de pressão e temperatura, especialmente na base da crosta, com foco na Província Borborema, pois a mesma coloca lado a lado camadas de rocha com origens em diferentes pontos de profundidade na crosta terrestre. A meta central é identificar e descrever as propriedades magnéticas e analisar o fluxo térmico com base no estudo magnético de amostras crustais variadas. O estudo inclui a comparação das superfícies Curie com dados experimentais existentes.

Adicionalmente, busca-se determinar a composição mineralógica da crosta continental, analisar o comportamento magnético dos minerais nas rochas e avaliar a importância do fluxo térmico nessas condições. A análise crítica de discrepâncias entre as

Superfícies Curie e dados experimentais contribuirá para validar e aprimorar conclusões anteriores, enriquecendo a compreensão das propriedades magnéticas e térmicas em profundidades geológicas.

2 ÁREA DE ESTUDO

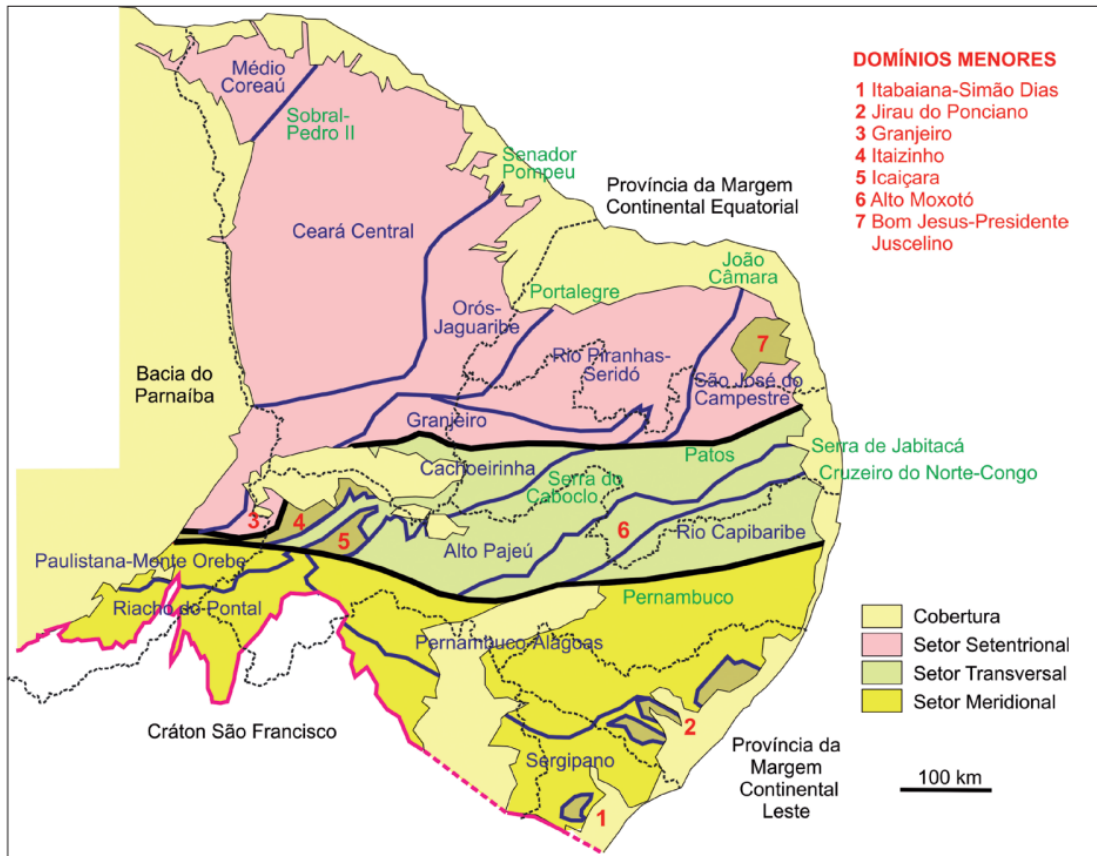
2.1 FORMAÇÃO E DIVISÃO DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é localizada a Nordeste do Brasil e foi formada durante o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA et al., 1981). Abrangendo uma área de aproximadamente 450,000 km², limitada ao sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pela Bacia do Parnaíba, e em suas margens norte e leste por terrenos fanerozoicos da margem costeira brasileira (OLIVEIRA, 2008; HASUI et al., 2012; ??; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016). Oliveira (2008) e Hasui et al. (2012) expõem que a Província Borborema já foi dividida de diversas formas desde o começo dos estudos na região, e até hoje não existe consenso sobre essa divisão. Atualmente, o modelo mais aplicado de evolução da área é o de terrenos alóctones que alia as técnicas de datação geocronológicas com as separações por domínios tectônicos (e.g., Hasui et al. (2012)). Nesse trabalho usaremos a divisão de Hasui et al. (2012) para Província Borborema, os autores a classificam por como um mosaico composto por um embasamento com idades variadas, do Arqueano ao Neoproterozoico, que são separados por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão. Na região existem duas grandes zonas de cisalhamento transcorrente no sentido E-W que separam a província em três setores. Os lineamentos são chamados de Patos, que limita o setor Setentrional do Transversal, e Pernambuco, que limita o setor Transversal do Meridional. Os setores têm domínios sigmoidais demarcados por zonas de cisalhamento com direção em torno de NE (Figura 5).

O Setor Setentrional é composto por seis domínios (Médio de Coreaú, Ceará Central, Orós-Jaguaribe, Rio Piranhas-Seridó, São José do Campestre e Bom Jesus-Presidente Juscelino e Granieiro (Figura 5), o embasamento é formado majoritariamente por rochas paleoproterozoicas geradas no Ciclo Transamazônico e algumas porções arqueanas, que correspondem ao Ciclo Jequié e eventos anteriores. Sobre o embasamento estão rochas supracrustais termotectonizadas do Evento Óros-Jaguaribe, 1,8-1,6 Ga e do Ciclo Brasileiro, 900-450 Ma, todas apresentando intrusões magmáticas associadas, principalmente granitoides.

O Setor Transversal, que é limitado pelos lineamentos de Patos (norte) e Pernambuco (sul), é formado por seis domínios. O Domínio Cachoeirinha que possui embasamento formado no Ciclo Transamazônico, Piancó, e supracrustais e granitoides da Faixa Cachoeirinha, do Ciclo Brasileiro. Os domínios Itaizinho e Icaçaras são formados por

Figura 1 – Divisão da Província Borborema proposta por Hasui et al. (2012).



Fonte: (HASUI et al., 2012)

pequenas estruturas de granitoides brasileiros e rochas paleoproterozóicas. O Domínio Alto Pajeú tem supracrustais do evento orogênico de Cariris Velhos, por outro lado o Domínio Alto Moxotó é formado por rochas do Ciclo Transamazônico. O Domínio Rio Capibaribe tem supracrustais brasileiras, todo o conjunto é intrudido por granitoides brasileiros (Figura 5).

Por fim, o Setor Meridional, que se encontra limitado pelo Lineamento de Pernambuco a norte e ao Cratón São Francisco a sul, possui seis domínios. O Domínio Pernambuco-Alagoas se encontra imediatamente a sul do Lineamento Pernambuco e possui um embasamento originado no Ciclo Transamazônico, com núcleos arqueanos a oeste da Bacia do Tucano, detendo outro núcleo arqueano no Domínio Jirau do Ponciano. Rochas supracrustais são encontradas esparsadas e é possível observar intrusões numerosas de granitoides do Ciclo Brasileiro. O Domínio Sergipano, em correspondência com o lado africano, apresenta uma forma triangular e um alargamento no sentido leste. Constituído principalmente por rochas do Ciclo Brasileiro e com pequenas parcelas de rochas formadas no Evento Cariris Velhos a norte, e núcleos arqueanos nos domínios Itabaiana-São Simão e

Jurau do Ponciano, que são considerados extensões do Cráton São Francisco. O Domínio Riacho do Pontal é constituído de supracrustais e granitóides brasileiros, e o Domínio Paulistana-Monte Orebe tem embasamento pré-brasiliano pouco conhecido intrudido por granitóides do Evento Cariris Velhos.

2.2 ATIVIDADE ÍGNEA NA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província de Borborema se destaca pela presença proeminente de intrusões magmáticas, notadamente granitoides. A revisão dessas intrusões fornece informações sobre a evolução magmática e tectônica da região (ALMEIDA et al., 1981; OLIVEIRA, 2008; HASUI et al., 2012). Os granitoides na Província Borborema abrangem uma variedade de tipos, refletindo diferentes condições petrogenéticas e eventos tectônicos. A análise das intrusões magmáticas destaca a diversidade composicional dos granitóides, incluindo granitos, granodioritos e monzogranitos, entre outros.

As idades obtidas por vanSchmus, Kozuch e Neves (2011) por meio de métodos geocronológicos, como U-Pb e Pb-Pb, revelam episódios magmáticos diversos ao longo da história geológica da Borborema. Os granitóides mais antigos são datados ao Paleoproterozoico, com idades em torno de 2,13 a 1,97 bilhões de anos. Esses eventos magmáticos desempenharam um papel crucial na formação do embasamento da região. O Mesoproterozoico é marcado pela intrusão de granitóides com idades entre 1,7 a 1,5 bilhões de anos. A transição para o Neoproterozoico é caracterizada por eventos magmáticos em torno de 1,0 a 0,94 bilhão de anos, principalmente observados nas porções ocidentais da Província de Borborema.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 MINERALOGIA MAGNÉTICA DE ROCHAS

Os minerais magnéticos, predominantemente compostos por ferro, possuem contribuição significativa na composição das rochas. O ferro presente nas rochas é distribuído entre fases magnéticas e não magnéticas, que sofrem transformações ao longo do tempo geológico. Essas alterações ocorrem em processos como alteração, solução, precipitação e metamorfismo. A compreensão da remanência magnética e dos processos de magnetização de rochas é fundamental para o estudo do magnetismo de rochas. (O'REILLY, 1984; DUNLOP, 1998; DUNLOP; KLETETSCHKA, 2001; TAUXE, 2010; JOVANE et al., 2011) Esta seção se dedica a aprofundar nas fases magnéticas, destacando as propriedades magnéticas de minerais que contêm ferro, incluindo principalmente óxidos de ferro, oxi-hidróxidos e sulfetos de ferro.

Óxidos de Ferro: os óxidos de ferro, compostos resultantes da combinação do ferro com o oxigênio, desempenham um papel fundamental em processos geológicos. Exemplares desse grupo de minerais incluem a magnetita (Fe_3O_4), maghemita (γFe_2O_3) e hematita (αFe_2O_3). Vale ressaltar que o ferro nestes óxidos pode ser substituído por titânio, o que altera o comportamento magnético dos minerais.

- Magnetita: A magnetita é descrita por DUNLOP (1998), O'Reilly (1984) como um mineral presente em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Sua fórmula química, Fe_3O_4 , revela uma composição de dois íons de Fe^{3+} e um íon de Fe^{2+} . A estrutura espinélio inversa, formando uma rede cúbica de face centrada, estabelece complexas ligações entre íons de ferro e oxigênio. A temperatura de Curie ocorre em torno de $580^\circ C$. A magnetização de saturação (MS) atinge 480 kA/m à temperatura ambiente, destacando a eficácia magnética da magnetita. A transição de Verwey (TV), abaixo de 120 K, desencadeia alterações na estrutura cristalina e propriedades elétricas. A constante de anisotropia magnetocristalina K_1 da magnetita é negativa, marcando $1,35 \times 10^4 J/m^3$ à temperatura ambiente.
- Maghemita: a maghemita (γFe_2O_3) é descrita por DUNLOP (1998), O'Reilly (1984) como o equivalente de oxidação da magnetita, exibindo uma estrutura espinélio inversa cúbica de face centrada. Durante o processo de oxidação, os íons de Fe^{2+} convertem-se em Fe^{3+} , resultando na fórmula estrutural $Fe^{3+}[Fe_{5/3}^{3+}]O_4^{2-}$. Sua magnetização de saturação é de 380 kA/m, e a temperatura de Néel (TN) varia,

comumente aceita como 645°C. A constante de anisotropia magnetocristalina K_1 da maghemita, negativa, alcança $4,6 \times 10^3 \text{ J/m}^3$, cerca de um terço da magnetita. Detectar a presença de maghemita envolve curvas termomagnéticas, revelando variações nas propriedades magnéticas durante a transição para a hematita.

- Hematita: a hematita, descrita por (DUNLOP, 1998; O'REILLY, 1984) frequentemente surge como produto da oxidação de minerais ricos em ferro. Sua estrutura romboédrica, composta por hexágonos sobrepostos, revela-se na disposição dos íons de Fe^{3+} nos vértices desses hexágonos. A constante de anisotropia magnetocristalina, negativa à temperatura ambiente, direciona os momentos magnéticos para o plano basal da estrutura. Caracterizada como antiferromagnética. A hematita apresenta temperatura de Curie em cerca de 675°C.

Oxi-Hidróxidos de Ferro: a goethita (αFeOOH) destaca-se como o oxi-hidróxido de ferro mais comum na natureza, que apresenta característica magnética. Essa fase é antiferromagnética, amplamente encontrada como produto de intemperismo de minerais ricos em ferro e precipitado direto de soluções contendo ferro, a goethita é metaestável em várias condições. Sua desidratação para hematita ocorre ao longo do tempo ou em temperaturas elevadas. Destaca-se por sua alta coercividade, contrastando com uma baixa temperatura de Néel, aproximadamente entre 100 e 150°C (TAUXE, 2010).

Sulfetos de Ferro: entre os sulfetos de ferro relevantes para estudos de magnetismo de rocha, a greigita (Fe_3S_4) assume destaque, apresentando propriedades ferrimagnéticas. Essa fase ocorre em ambientes redutores e tende a oxidar para vários óxidos de ferro, deixando a pirita paramagnética como o componente sulfetado. Sua temperatura de Curie é aproximadamente 330°C (TAUXE, 2010). A pirrotita ($\text{Fe}_7\text{S}_8\text{-Fe}_{11}\text{S}_{12}$), outro sulfeto de ferro de interesse, também exibe propriedades ferrimagnéticas e ocorre em ambientes redutores. A pirrotita monoclinica possui uma temperatura de Curie em torno de 325°C e passa por uma transição a aproximadamente -238 °C . A pirrotita hexagonal sofre uma transição estrutural em cerca de 200°C (TAUXE, 2010).

3.2 MEDIDAS DE MINERALOGIA MAGNÉTICA

A compreensão da origem e do caráter do magnetismo de rocha, maneira pela qual a rocha adquiriu sua magnetização remanescente, é imprescindível para os estudos de magnetismo de rocha. Informações sobre o comportamento magnético de minerais presentes nas rochas fornecem meios de interpretações relevantes sobre a profundidade,

tamanho, portador da mineralogia magnética, a concentração do material e as possíveis interferências sobre a litologia das rochas. A seguir serão abordados fundamentos sobre as principais propriedades magnéticas utilizadas em estudos de rochas.

3.2.1 Suscetibilidade magnética

Uma das propriedades magnéticas mais aplicadas é a suscetibilidade magnética (κ , χ). Definida como a razão entre a resposta magnética de um material a um campo magnético aplicado. As medições dos valores de susceptibilidade magnética fornecem informações significativas sobre as propriedades magnéticas dos materiais, auxiliando na interpretação da variação do influxo de material magnético em relação à profundidade e/ou ao tempo no testemunho (THOMPSON et al., 1986).

Apesar do uso generalizado, (χ) é uma propriedade complexa que reflete as contribuições dos minerais que retêm uma forte magnetização remanente na ausência de um campo aplicado, isto ocorre em materiais ferromagnéticos, como magnetita e maghemita. Já em materiais antiferromagnético, no caso da hematita e da goethita, a expressão produzida é uma magnetização remanente fraca, e alguns materiais são considerados não magnéticos, estes incluem os paramagnéticos (silicatos) e os diamagnéticos (água, quartzo, carbonatos) (LIU et al., 2012; MAXBAUER; FEINBERG; FOX, 2016).

A avaliação da suscetibilidade magnética é fundamental na análise geofísica. Este parâmetro varia consideravelmente mesmo entre rochas do mesmo tipo, sendo influenciado principalmente pelo tamanho dos grãos, composição mineral e condições de temperatura. Em rochas comuns, a suscetibilidade magnética geralmente está relacionada ao teor de magnetita (geralmente $< 10\%$ em volume). A pirrotita é outro mineral magnético que pode contribuir significativamente para a suscetibilidade em certas rochas metamórficas e depósitos hidrotermais. Quando as amostras de rocha se aproximam da temperatura de Curie, é comum observar um aumento na suscetibilidade, conhecido como efeito Hopkinson (LIU et al., 2012). A suscetibilidade magnética dependente da frequência ($\chi_f d$) representa a influência específica dos grãos de tamanho superparamagnéticos na suscetibilidade magnética normalizada por massa (χ , $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) e em porcentagem (%) de uma amostra (DEARING et al., 1996) .

3.2.2 Análises termomagnéticas

A determinação das temperaturas de Curie através da análise da variação da susceptibilidade em relação à temperatura representa o método mais comum para identificar os portadores magnéticos em uma amostra. As análises termomagnéticas não apenas oferecem as temperaturas de Curie e de Néel para cada fase magnética na rocha, mas também fornecem informações sobre alterações na estrutura cristalina e reações químicas que afetam os minerais durante o aquecimento. Para minimizar reações de oxidação, as medições podem ser conduzidas em uma atmosfera controlada de argônio (DUNLOP, 1998).

No caso de minerais ferromagnéticos saturados, as curvas de aquecimento e resfriamento são consideradas reversíveis quando não ocorrem transformações mineralógicas durante o aquecimento e irreversíveis quando ocorrem. A forma da curva termomagnética nesse caso é influenciada pela variação da energia de troca com a temperatura, um processo reversível. Ao comparar a forma das curvas de aquecimento e resfriamento, é possível inferir transformações químicas (desidratação, exsolução em atmosferas não controladas com oxigênio), mudanças estruturais (inversões) e alterações na textura da amostra (DUNLOP, 1998; LIU et al., 2012).

Quando o campo magnético induzido não é suficiente para saturar minerais magnéticos altamente coercivos (como hematita, titanomagnetita oxidada), a forma das curvas termomagnéticas é influenciada pela coercividade da amostra e sua variação com a temperatura (DAY, 1975; BOER; DEKKERS, 1998). Nesses casos, a irreversibilidade das curvas não necessariamente indica transformações mineralógicas, mas pode ser resultado de um processo de alinhamento magnético irreversível.

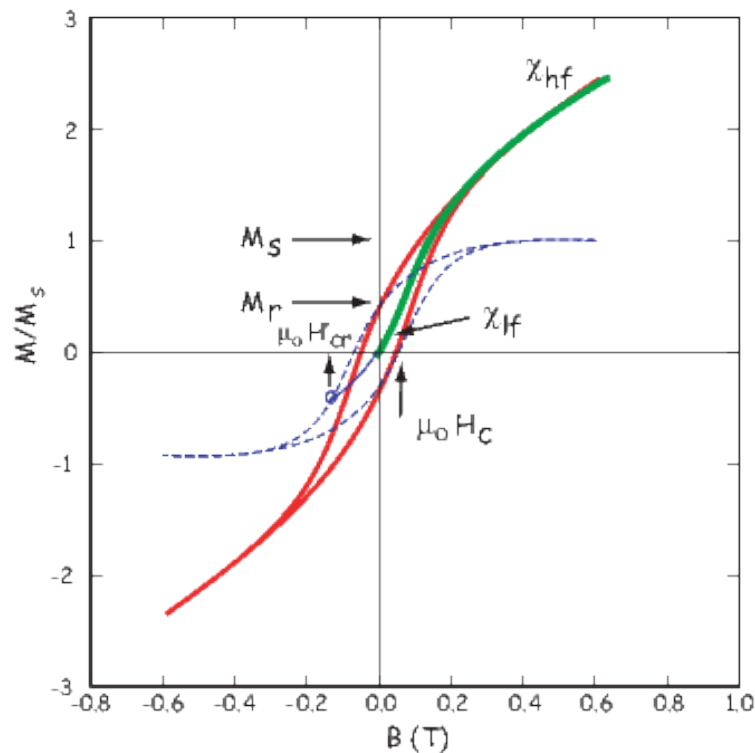
3.2.3 Curvas de Histerese

A partir da aplicação de um campo específico (\mathbf{H}), variável para cada mineral magnético, a amostra apresenta uma magnetização de saturação (M_s). As M_s são de cerca de $92 \text{ Am}^2/\text{kg}$ e de aproximadamente $74 \text{ Am}^2/\text{kg}$ para a magnetita e para a maghemita, respectivamente (LIU et al., 2012). O campo aplicado deve ser suficientemente elevado para saturar completamente a amostra, seguido pela remoção do campo. Os minerais ferromagnéticos têm a capacidade de reter parte da magnetização mesmo na ausência de um campo aplicado, resultando na magnetização remanente (M_r) (DUNLOP, 1998).

Em seguida, um campo é aplicado na direção oposta. Quando a magnetização

atinge zero sob esse campo, é identificada a coercividade (H_c) do material magnético presente na amostra. Para atingir o ponto em que o mineral magnético não possui mais remanência, ou seja, na origem do gráfico subsequente, é necessário um campo negativo ligeiramente mais alto. Essa última etapa é conhecida como coercividade remanescente (H_{cr}). A representação gráfica desse processo é chamada de ciclo de histerese (Figura 2, e os quatro pontos mencionados acima (M_s , M_r , H_c e H_{cr}) fornecem indicativos essenciais para o diagnóstico de minerais magnéticos (DUNLOP, 1998; LIU et al., 2012)).

Figura 2 – Exemplo de uma curva de Histerese. O comportamento inicial de um espécime desmagnetizado à medida que o campo aplicado aumenta até atingir a saturação. A inclinação inicial é a suscetibilidade de baixo campo (χ_{lf}), e após a saturação, a inclinação representa a suscetibilidade de alto campo (χ_{hf}), que é a contribuição paramagnética. A linha tracejada mostra o ciclo de histerese após subtrair a inclinação paramagnética. A magnetização de saturação (M_s) é a máxima após correção, e a remanência de saturação (M_r) é a magnetização restante em campo zero.



Fonte: (TAUXE, 2010)

3.2.4 Magnetização Remanente Isotérmica

A Magnetização Remanente Isotérmica (IRM) é gerada por meio da aplicação de um campo contínuo \mathbf{H} a uma temperatura constante durante alguns segundos. Essa magnetização é relativamente instável, pois decai exponencialmente logo após a

indução. A principal vantagem reside na eficiência dos procedimentos experimentais e na preservação da amostra para futuras medições (DUNLOP, 1998; TAUXE, 2010).

O protocolo experimental para a obtenção de *IRM* envolve a medição da magnetização após cada fase de indução magnética até a saturação da amostra (*SIRM*). O equipamento é capaz de induzir campos de até 2T, sendo que *SIRM* para magnetita está na faixa de 30 – 200mT e para hematita é superior a 1T. As curvas de aquisição de *IRM* fornecem dois parâmetros: *SIRM* (*IRM* na saturação) e, indiretamente, a H_{cr} , características dos portadores magnéticos. A forma da curva também fornece informações sobre o tamanho de grão, seja multi domínio (MD) ou domínio simples (SD). Para comparar conjuntos de curvas referentes a minerais com *SIRM* semelhantes, os dados são frequentemente normalizados (DUNLOP, 1998).

Em casos nos quais a identificação dos portadores magnéticos é desafiada pela presença de misturas de minerais ferromagnéticos, a contribuição de cada mineral é refletida nas curvas de aquisição. Robertson e France (1994) demonstraram que as curvas de *IRM* de cada mineral individual podem ser descritas por uma curva cumulativa do tipo log-Gaussiana (CLG). Assim, misturas de minerais podem ser analisadas decompondo a curva *IRM* em diferentes curvas CLG, cada uma delas caracterizada por valores específicos de *SIRM*, coercividade média e índice de dispersão (DP). Esse método é eficaz para caracterizar minerais altamente coercivos (hematita, goetita), mesmo quando a amostra não atinge a saturação. A identificação clara de misturas de minerais com coercividades distintas (magnetita e hematita) é possível, no entanto, o método apresenta limitações quando se trata de misturas de minerais com coercividades semelhantes (magnetita e pirrotita).

3.3 SUPERFÍCIE CURIE

A Superfície de Curie refere-se a uma superfície tridimensional que descreve as condições em que um material ferromagnético passa por uma transição de fase para um estado paramagnético devido ao aumento da temperatura (OKUBO et al., 1985; TANAKA; OKUBO; MATSUBAYASHI, 1999; BRAGANÇA; BRAGA, 2005; ROCHA et al., 2015; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016). O cálculo da superfície de Curie é um processo analítico que utiliza técnicas espectrais para investigar a profundidade em que os minerais magnéticos na crosta terrestre atingem a temperatura de Curie. Inicialmente, dados magnéticos são coletados, normalmente, através de levantamentos aeromagnéticos, e são submetidos a um processo de pré-processamento. Esse processo envolve a remoção

da tendência do grid, a expansão das dimensões para análise e a interpolação de valores nulos para manter a continuidade espacial (e.g., Bragança e Braga (2005), Rocha et al. (2015), Correa, Vidotti e Oksum (2016)).

A etapa subsequente envolve a aplicação da transformada de Fourier para converter os dados do domínio espacial para o domínio de frequência. A análise espectral resultante é expressa matematicamente pela equação:

$$\Phi(\Delta T) = |k|Ae^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2, \quad (1)$$

onde ($|k|$) é o número de onda, A é uma constante relacionada às dimensões da fonte magnética, direção de magnetização e campo geomagnético, (Z_t) é a profundidade até o topo da fonte magnética, e (Z_b) é a profundidade até o fundo da fonte magnética.

A análise espectral fornece informações sobre características distintivas relacionadas às fontes magnéticas. A partir dessa análise, estima-se a profundidade do topo (Z_t) e a profundidade do centróide (Z_0) da fonte magnética (OKUBO et al., 1985; TANAKA; OKUBO; MATSUBAYASHI, 1999). A relação entre espectro de potência e profundidade é expressa pela equação:

$$\ln \Phi(\Delta T)^{1/2} \propto \ln B - |k|Z_t, \quad (2)$$

onde B é uma constante. Da mesma forma, a equação para a profundidade do centróide (Z_0) é expressa como:

$$\ln \Phi(\Delta T)^{1/2} \propto \ln B - |k|Z_0. \quad (3)$$

Finalmente, a profundidade da base (Z_b) da fonte magnética em relação ao centróide (Z_0) e à profundidade do topo (Z_t) é calculada pela equação:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t. \quad (4)$$

Esse método espectral proporciona uma abordagem quantitativa para estimar a superfície de Curie, oferecendo uma compreensão das características magnéticas da crosta terrestre em diferentes regiões e contextos geológicos na crosta terrestre (OKUBO et al., 1985; TANAKA; OKUBO; MATSUBAYASHI, 1999; BRAGANÇA; BRAGA, 2005; ROCHA et al., 2015; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016).

3.4 PROPRIEDADES TÉRMICAS DE ROCHAS

As propriedades térmicas das rochas são importantes para entender como esses materiais respondem às mudanças de temperatura. A condutividade térmica pode ser determinada experimentalmente, utilizando métodos específicos adaptados às características das rochas. As propriedades dos minerais e das rochas que controlam o armazenamento e o transporte de calor na Terra são referidas como propriedades térmicas. Entre elas destacam-se o calor específico (c), a condutividade térmica (λ), e a difusividade térmica (κ) (CARDOSO, 2016).

Essas propriedades dependem da composição litológica, da textura, da natureza dos fluidos de saturação e das condições ambientais de pressão e temperatura. Em casos onde a rocha exibe anisotropia, a condutividade térmica pode variar em diferentes direções. Isso é especialmente relevante em rochas foliadas ou fraturadas.

A equação de conservação do calor na crosta terrestre é classificada por Cardoso (2016) como parte fundamental para entender o fluxo de calor. A condução térmica desempenha um papel significativo nesse processo, sendo regida pela Lei de Fourier, expressa por:

$$Q = -\lambda \nabla T. \quad (5)$$

Nessa equação, (Q) é a densidade de fluxo de calor, λ é a condutividade térmica, (∇T) é o gradiente de temperatura e a negatividade indica o transporte de calor das regiões mais quentes para as mais frias.

A equação de conservação do calor é dada por:

$$\nabla \cdot Q + A = \rho c \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (6)$$

Para um volume de material rochoso, consideram-se a densidade (ρ), o calor específico (c), e as fontes de calor distribuídas em uma área (A) (SCHON, 2011; CARDOSO, 2016).

A equação diferencial de condução do calor é obtida combinando a Lei de Fourier com a equação de conservação do calor:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \nabla^2 T + \frac{A}{\rho c}. \quad (7)$$

Essas equações descrevem o comportamento térmico de materiais rochosos, e as

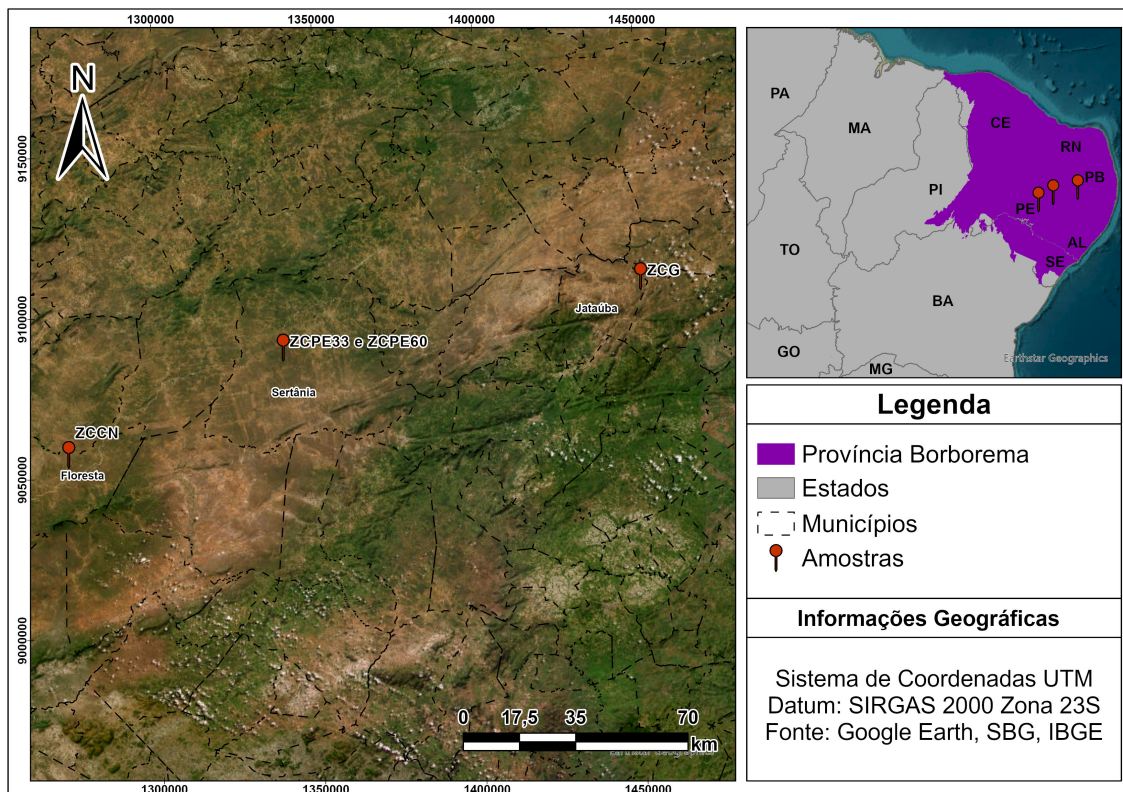
propriedades físicas do material, como condutividade térmica (λ), difusividade térmica e calor específico, são necessárias para entender seu comportamento (CARDOSO, 2016).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 NATUREZA DAS AMOSTRAS

As amostras provenientes da região de Borborema (Figura 3 foram disponibilizadas pelo Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas e MSc. Paulo Castellan (Universidade de Brasília). A amostra ZCPE33 foi descrita como granitoide milonítico compostos por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com biotita e anfibólio como principais componentes máficos. A amostra ZCPE69 é um milonito ultramilonito com camadas homogêneas ricas em feldspato e quartzo, associadas a camadas máficas descontínuas ou uma matriz escura que envolve porfiroclastos fragmentados (CASTELLAN; VIEGAS; FALEIROS, 2021). A amostra ZCCN é um ortognaisses milonítico composta principalmente por minerais como quartzo, feldspato, biotita e anfibólio (MIRANDA et al., 2020). Por fim, a amostra ZCG é descrita por Silva et al. (2020) como um migmatito estromática, com alternância faixas claras, ricas em quartzo, e escuras, ricas em biotita.

Figura 3 – Localização das amostras dentro da Província da Borborema. Em vermelho: Local da retirada das amostras; Em roxo: Província da Borborema



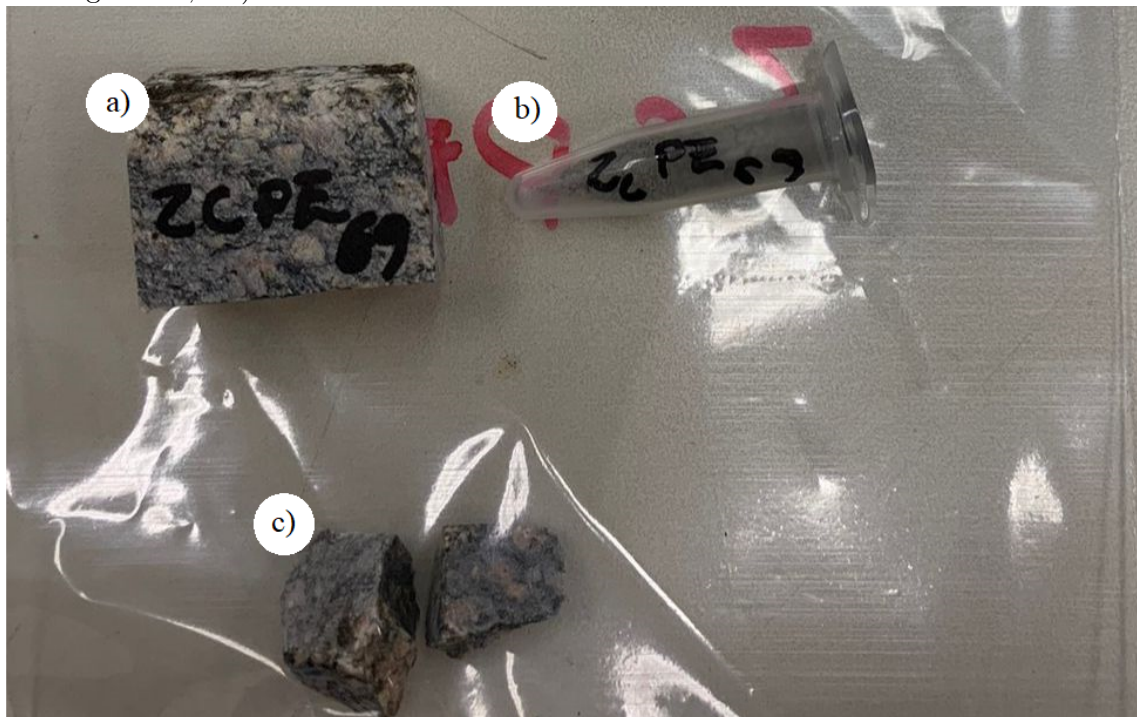
Devido à ausência de amostras representativas do manto na região de Borborema,

foram utilizadas amostras provenientes do aluno de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (TABOSA,). A amostra MTCRP85 é um serpentinito, uma rocha metamórfica resultante da alteração de peridotito. Essa alteração é frequentemente associada a processos geológicos conhecidos como serpentização, nos quais minerais ricos em ferro e magnésio presentes nos peridotitos são transformados em serpentinito, composto principalmente por minerais serpentinos, esses minerais são altamente magnéticos.

4.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras rochosas passaram por um processo de fragmentação utilizando uma serra especializada, facilitando assim a obtenção das medidas mineralógicas magnéticas (Figura 4). Uma fração específica das rochas foi cortada para a execução das curvas termomagnéticas, sendo em seguida reduzida a pó através do pistilo. Para o cálculo das curvas de histerese e IRM, as amostras foram cortadas no tamanho adequado para serem fixadas na haste de medição do equipamento.

Figura 4 – Amostras preparadas para a medição. a) susceptibilidade magnética; b) curvas termomagnéticas; e c) curvas de histerese e IRM.



Por fim, para a medida de susceptibilidade magnética, uma fração adicional de rocha foi selecionada e posteriormente medidas foram realizadas em duas frequências

distintas. As amostras foram pesadas em todas as etapas do processo, proporcionando curvas corrigidas pela massa em cada fase.

4.3 DADOS MAGNÉTICOS

Os principais parâmetros magnéticos avaliados neste estudo incluem a susceptibilidade magnética, as curvas termomagnéticas, as curvas de histerese e as medidas de IRM. No contexto das curvas de Histerese e IRM, serão analisados a coercividade (H_c), a magnetização de saturação (M_s) e o índice S^* .

As medidas de susceptibilidade magnética, histerese e IRM foram conduzidas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (IAG/USP). A avaliação da susceptibilidade magnética foi conduzida em baixa (976 Hz) e alta (1516 Hz) frequência, sob a influência de um campo magnético de 200 A/m. Utilizou-se o susceptômetro Kappabridge MFK1-FA da AGICO, Inc. Para coletar dados de histerese e IRM, foi empregado o equipamento PMC MicroMag 3900 Series VSM da Lake Shore Cryotronics, Inc.

As curvas termomagnéticas foram obtidas por meio do CS4 High Temperature Furnace Apparatus, AGICO, Inc. O procedimento iniciou-se a 50°C, com um aumento de temperatura de 11°C/min até atingir 700°C. Posteriormente, o material foi resfriado naturalmente de 700°C até 50°C, gerando as curvas inversas. O experimento ocorreu em uma atmosfera controlada de Argônio para evitar oxidação e transformações mineralógicas durante o aquecimento.

Quanto à medição de histerese, iniciamos com um campo magnético de 0,0T, aumentando em incrementos de 0,004T, até atingir um campo magnético final de 1,0T. Na IRM, o campo inicial foi de 0,0T, com incremento de 0,01T e um campo magnético final de 1,0T. Essas etapas foram intercaladas por pausas de 0,001 segundos.

Os softwares utilizados na visualização e interpretação dos dados foram o Excel, para a visualização e construção dos gráficos de susceptibilidade magnética, o Cureval8 AGICO, Inc., responsável pela representação das curvas termomagnéticas. Esse software gera gráficos de susceptibilidade magnética em relação à temperatura, proporcionando uma interpretação do comportamento dos minerais magnéticos presentes nas amostras, permitindo observar as suas temperaturas de Curie e Néel.

Além disso, para a visualização das curvas de histerese e IRM, utilizou-se o

software MagnetoPlot, um código Python desenvolvido para simplificar a análise e visualização de dados provenientes de um Vibrating Sample Magnetometer (VSM), com o suporte das bibliotecas de gráficos de código aberto Plotly. Esse código é usado na geração de gráficos de histerese e IRM, permitindo uma interpretação do comportamento magnético do material em estudo.

4.4 SUPERFÍCIE DE CURIE UTILIZADA

Para realização deste estudo, foi utilizada superfície Curie (Figura 5), cujo cálculo foi feito anteriormente por Correa, Vidotti e Oksum (2016). O cálculo da superfície Curie foi baseado em análises espectrais de dados aeromagnéticos. Nesse processo, os dados são submetidos a técnicas de transformada de Fourier ou métodos similares para decompor o sinal magnético em diferentes componentes de frequência.

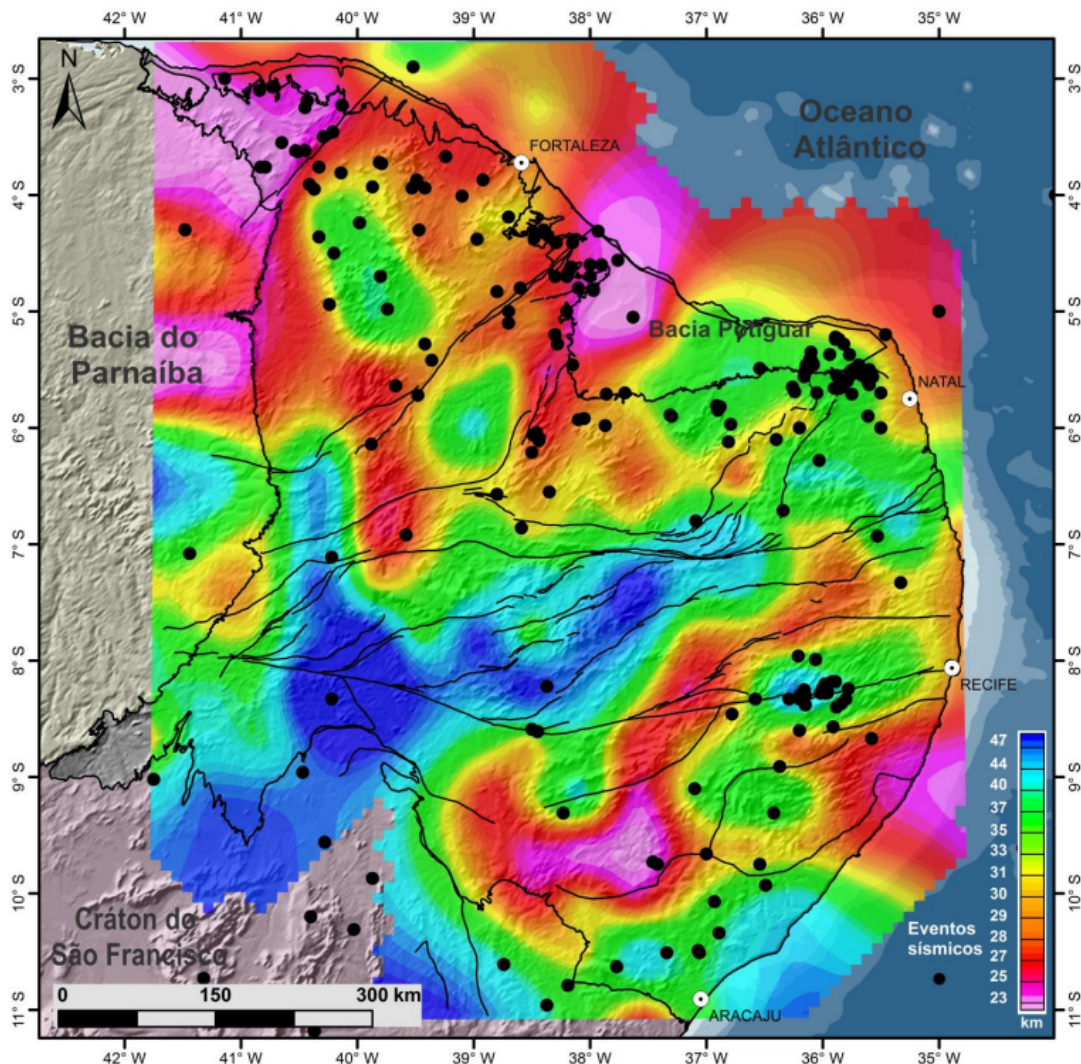
Para os cálculos foi aplicado o método prismático (SPECTOR; GRANT, 1970) em que a Terra é considerada uma família de prismas com diferentes parâmetros como: distribuição de frequência de profundidade do topo, largura, comprimento, espessura e cossenos direcionais de magnetização. Também foi utilizado o método do centroide (OKUBO et al., 1985; TANAKA; OKUBO; MATSUBAYASHI, 1999) em que o modelo funciona com a coleção de amostras aleatórias de uma distribuição de prismas com magnetização constante. Em seguida, os valores de profundidade da Superfície Curie foram plotados em cima do perfil de sísmica de refração profundo obtido no trabalho de Lima et al. (2015) (Figura 6). Isso proporcionou um perfil que une as profundidades de crosta superior e inferior e da profundidade da Superfície de Curie (Figura 7).

4.5 MODELAGEM TÉRMICA

O software COMSOL Multiphysics® Simulation Software foi empregado na modelagem dos dados de condução de calor, utilizando o modo de modelos 2D para analisar a transmissão de calor entre sólidos. O estudo estacionário foi adotado, considerando que as variáveis de campo não variam ao longo do tempo.

Na simulação, foram criados quatro corpos distintos, cada um com temperaturas e características físicas específicas para a camada um foram utilizadas as propriedades térmicas propostas por Jemmal, Zari e Maaroufi (2016) enquanto para a camada dois, três e quatro foram utilizadas as propriedades propostas por Ge et al. (2021) (Tabela 1).

Figura 5 – Superfície de Curie. Pontos pretos representam os eventos sísmicos (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016).



Fonte: (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016)

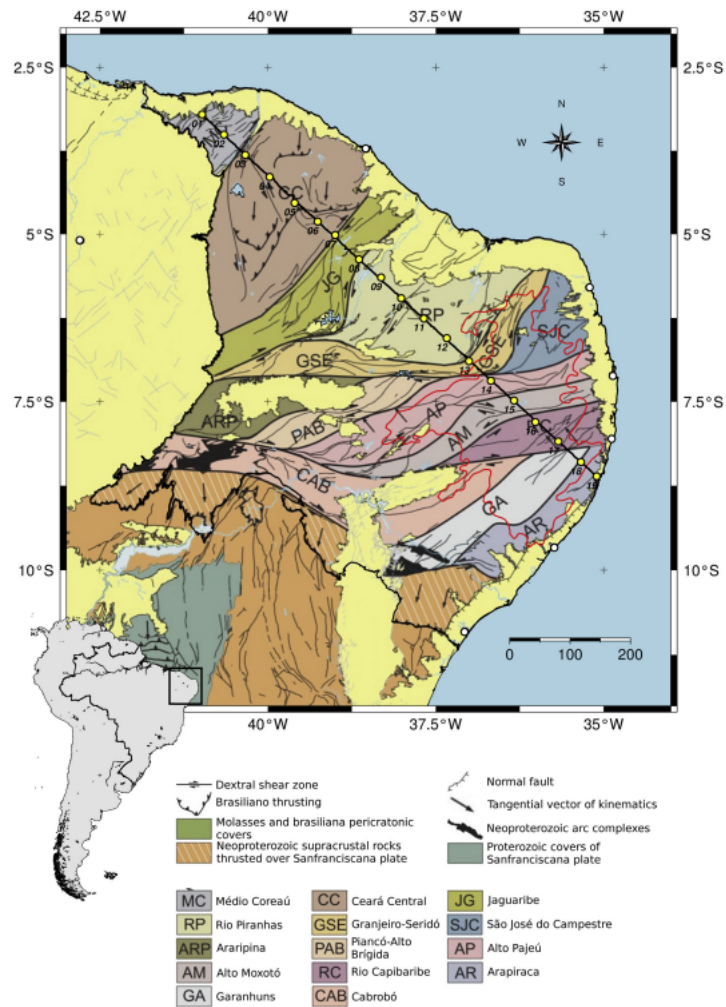
O objetivo era simular um modelo de convecção de calor da astenosfera como o proposto para a *Newer Volcanics Province* na Austrália (Figura 8) (JENNINGS et al., 2023).

Tabela 1 – Propriedades Térmicas: Camada 1 e Camadas 2, 3 e 4

	Camada 1	Camadas 2, 3 e 4
Capacidade Térmica	770 J/(kg · K)	800 J/(kg · K)
Densidade (ρ)	2.59 kg/m ³	1.5 kg/m ³
Condutividade Térmica (k)	2.7 W/(m · K)	2.63 W/(m · K)

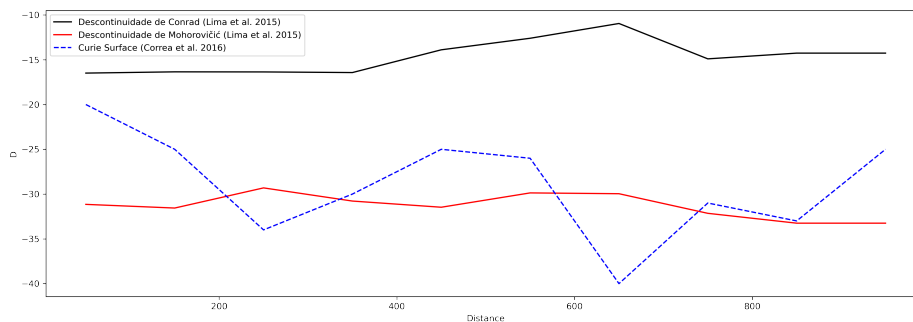
A camada superior foi designada para representar a crosta inferior, sendo constituída por um gneisse. Enquanto isso, a camada inferior foi atribuída à representação do manto magnetizado, composto por um dunito.

Figura 6 – Linha de sismica de refração profunda. Os pontos amarelos representam os locais de explosões.



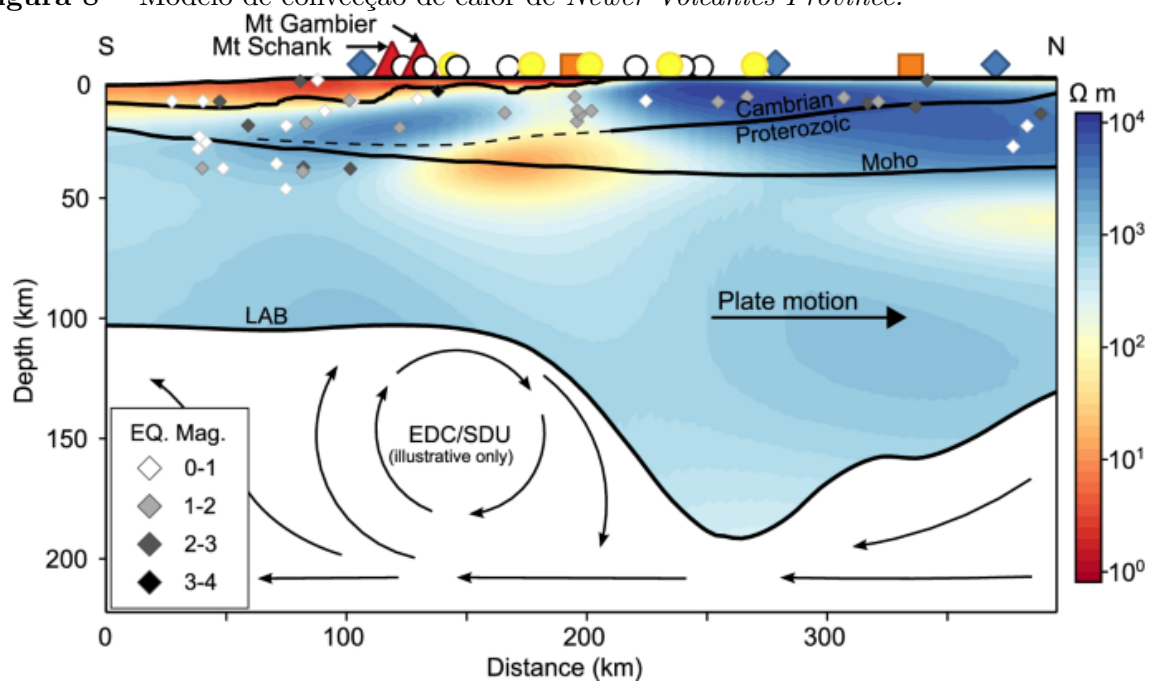
Fonte: (LIMA et al., 2015)

Figura 7 – Modelo de convecção de calor. Em preto: Descontinuidade de Conrad (LIMA et al., 2015). Em vermelho: Descontinuidade de Mohorovičić (LIMA et al., 2015). Em azul: Superfície Curie (CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016)



Fonte: (LIMA et al., 2015; CORREA; VIDOTTI; OKSUM, 2016)

Figura 8 – Modelo de convecção de calor de *Newer Volcanics Province*.



Fonte: (JENNINGS et al., 2023)

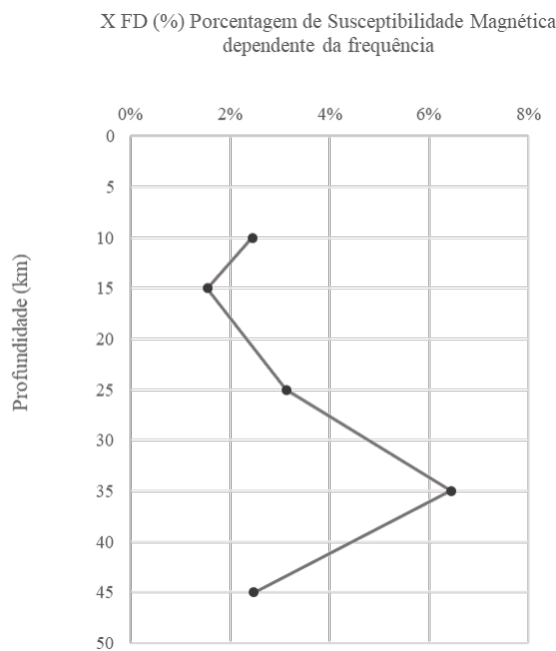
5 RESULTADOS

5.1 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Conforme proposto por Dearing et al. (1996), é possível observar a presença de diferentes domínios magnéticos nas amostras. Destaca-se uma variação na porcentagem de partículas superparamagnéticas ($X_{FD}\%$ entre 2% e 6%, indicando a existência de minerais magnéticos de pequenos domínios em diversas amostras. As amostras ZCCN e ZCG se destacam com uma porcentagem mais elevada de partículas superparamagnéticas, atingindo 3% e 6%, respectivamente (Figura 9).

Esses resultados sugerem uma composição mineral magnética diferenciada nas distintas camadas da crosta. A faixa intermediária de valores de $X_{FD}\%$ entre 2% e 10% aponta para a coexistência de partículas multidomínio (MD) e partículas de domínio simples (SD) nas amostras. Além disso, é observável uma tendência de aumento nas propriedades magnéticas em amostras mais profundas, como exemplificado pela amostra MTCRP85. Essa análise ressalta a complexidade e a diversidade dos domínios magnéticos presentes nas amostras estudadas.

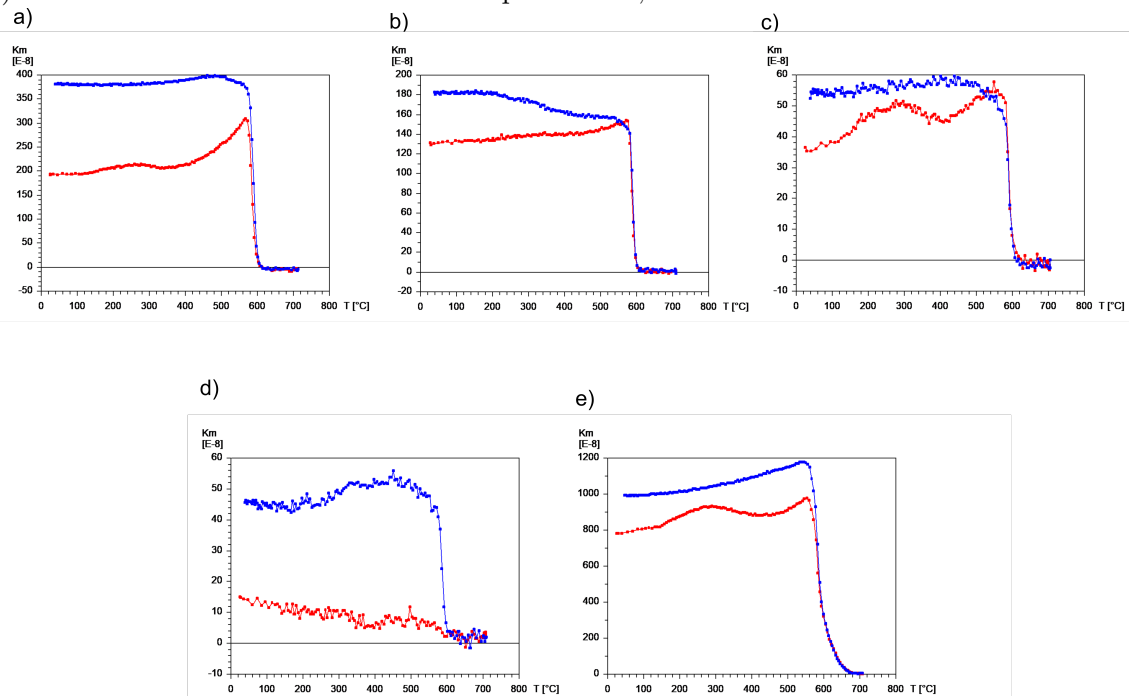
Figura 9 – Porcentagem de Susceptibilidade Magnética dependente da frequência ($\chi_{FD}(\%)$)



5.2 CURVAS TERMOMAGNÉTICAS

A análise da curva termomagnética da amostra ZCPE33 (Figura 10 a) revela um pequeno pico na faixa entre 250 °C e 300 °C, sugerindo a possível existência de pirrotita. Além disso, a manifestação do pico de Hopkinson evidencia a presença de magnetita, com sua desmagnetização evidenciada a 580 °C. Posterior a essa temperatura, não se verifica mais qualquer sinal de magnetização, indicando a ausência de outros óxidos de ferro (i.e., magnetita, maghemita) na amostra.

Figura 10 – Curvas termomagnéticas das amostras a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e) MTCRP85. Em vermelho: curva de aquecimento, em azul: curva de resfriamento.



A amostra ZCPE69 (Figura 10 b), em contraste com a ZCPE33, não exibe o pico característico na faixa de 250 °C a 300 °C, sugerindo a ausência do mineral pirrotita. Embora seu pico de Hopkinson não seja tão marcado, a desmagnetização da magnetita é observável a 580 °C. Semelhante à amostra ZCPE33, não são identificados quaisquer valores de magnetização além dos 580 °C, indicando a inexistência de outros óxidos de ferro.

A análise da amostra ZCCN (Figura 10 c) mostra picos distintos associados à pirrotita e magnetita, bem como uma magnetização persistente após os 580 °C. Entretanto, é observada uma curva ruidosa, indicando uma considerável interferência e contribuição dos minerais paramagnéticos presentes. A presença desses minerais, que exibem momentos magnéticos temporários alinhados com o campo magnético externo,

contribui para a variabilidade e irregularidade na curva termomagnética.

A análise da amostra ZCG (Figura 10 d) mostra um comportamento paramagnético em condições iniciais. No entanto, é observada a formação de magnetita durante a fase de resfriamento. Esse fenômeno sugere uma transição magnética na amostra, com a magnetização tornando-se mais pronunciada à medida que a temperatura diminui. A formação de magnetita durante o resfriamento pode ser atribuída a processos que favorecem a cristalização desse mineral em condições específicas de temperatura.

A análise da amostra MTCRP85 (Figura 10 e) revela a presença dos picos associados à pirrotita e magnetita. Além disso, a detecção de magnetização além dos 580 °C sugere um comportamento magnético persistente, o que pode ser atribuído à presença de hematita ou maghemita. Esses minerais, conhecidos por exibir propriedades magnéticas em temperaturas mais elevadas, podem contribuir para a manutenção da magnetização observada após a desmagnetização da magnetita a 580 °C.

5.3 CURVAS DE HISTERESE

A Tabela 2 fornece uma comparação quantitativa dos parâmetros magnéticos medidos durante o processo de ciclos de histerese entre as amostras.

Tabela 2 – Dados obtidos através das histereses das amostras.

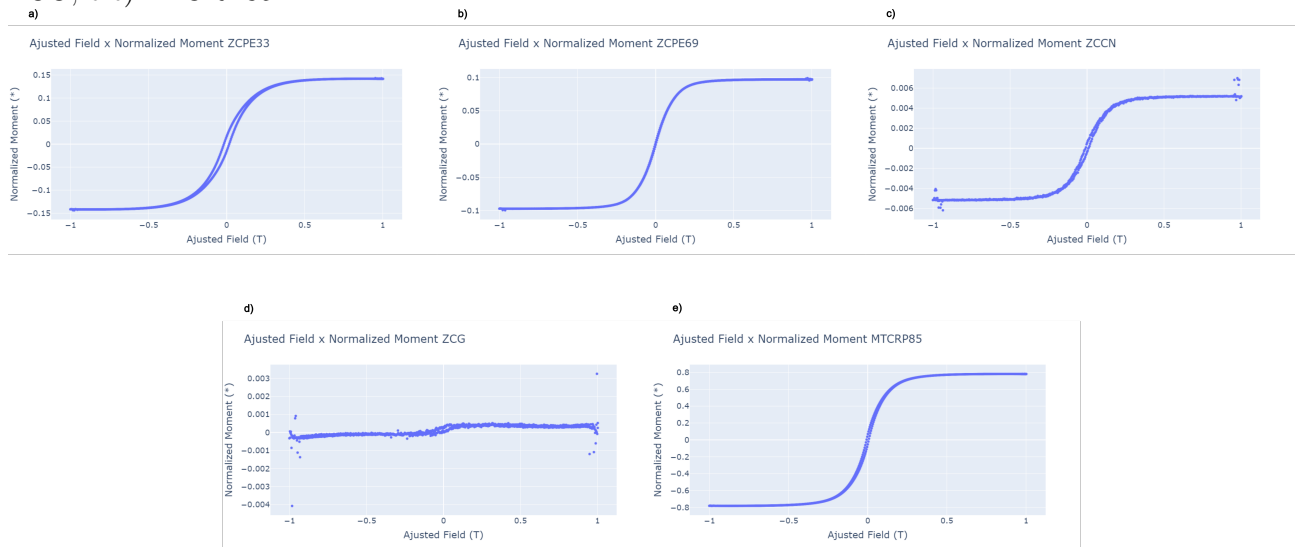
	ZCPE33	ZCPE69	ZCCN	ZCG	MTCRP85
Magnetização de Saturação (T)	1.41E-01	9.70E-02	5.16E-03	1.42E-04	7.80E-01
Remanência Magnética (T)	1.60E-02	1.74E-03	4.51E-04	1.17E-04	5.92E-02
Coercividade Magnética (A/m)	1.69E-02	2.05E-03	9.10E-03	-1.50E-02	7.16E-03
Índice S*	2.59E-02	4.35E-10	-3.63E-01	-5.92E-01	1.50E-02

A amostra ZCPE33 (Figura 11 a) apresenta uma magnetização de saturação elevada, indicando uma capacidade de resposta ao campo magnético externo. Sua remanência magnética e coercividade magnética também são pronunciadas, sugerindo uma forte retenção de magnetização e resistência à desmagnetização.

Em contraste, a ZCPE69 (Figura 11 b) exibe valores mais baixos em termos de magnetização de saturação, remanência magnética e coercividade magnética em comparação com a ZCPE33. Isso sugere uma resposta magnética menos pronunciada e uma menor capacidade de retenção magnética.

A ZCCN (Figura 11 c) mostra propriedades magnéticas mais limitadas em comparação com as amostras anteriores, com valores moderados de magnetização de

Figura 11 – Ciclo de Histerese das amostras estudadas. a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e) MTCRP85.



saturação, remanência magnética e coercividade magnética. Essa amostra gera uma resposta aos estímulos magnéticos mais moderada.

A amostra ZCG (Figura 11d) apresenta características únicas, especialmente em relação à coercividade magnética, que exibe um valor negativo. Isso sugere uma resposta magnética incomum, com a reversão da magnetização ocorrendo em direção oposta ao campo magnético aplicado.

A MTCRP85 (Figura 11e) destaca-se pela sua alta magnetização de saturação, indicando uma capacidade significativa de resposta ao campo magnético, o que era esperado visto a sua natureza. Sua remanência magnética e coercividade magnética são comparativamente moderadas, sugerindo uma boa retenção magnética e uma resistência à desmagnetização.

5.4 CURVAS DE IRM

A Tabela 3 apresenta informações extraídas das observações realizadas, oferecendo uma abordagem analítica das propriedades magnéticas de diversas amostras, com foco na remanência magnética, coercividade magnética remanente e o Índice S (DCD).

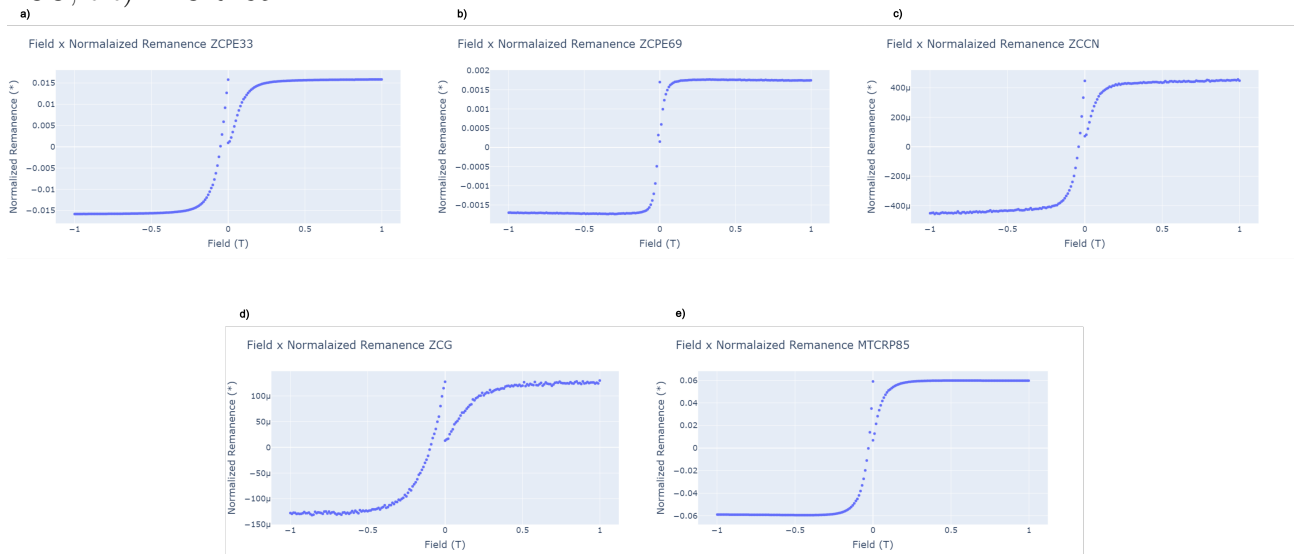
A remanência magnética de cada amostra reflete a quantidade de magnetização retida após a retirada do campo magnético, enquanto a coercividade magnética remanente

Tabela 3 – Dados obtidos através das IRM das amostras.

	ZCPE33	ZCPE69	ZCCN	ZCG	MTCRP85
Remanência Magnética (T)	1.58×10^{-02}	1.70×10^{-03}	4.47×10^{-04}	1.28×10^{-04}	5.90×10^{-02}
Coercividade Magnética Remanente (A/m)	5.05×10^{-02}	1.40×10^{-02}	4.02×10^{-02}	9.58×10^{-02}	2.96×10^{-02}
Índice S* (DCD)	-2.06×10^{-01}	-5.28×10^{-01}	-3.15×10^{-01}	2.22×10^{-01}	-5.93×10^{-01}

quantifica a intensidade necessária para anular tal remanência. O Índice S (DCD) delinea a resposta magnética específica de cada amostra em relação à orientação do campo magnético.

Possíveis interpretações das propriedades magnéticas da amostra ZCPE33 (Figura 12 a) sugerem a presença de características magnéticas, indicando capacidade de retenção magnética e resposta distinta à orientação do campo magnético aplicado. Tais características podem estar associadas à composição mineralógica ou estrutural da amostra.

Figura 12 – Curvas de IRM das amostras estudadas. a) ZCPE33; b) ZCPE69; c) ZCCN; d) ZCG; e) MTCRP85.

Análises das propriedades magnéticas da amostra ZCPE69 (Figura 12 b) indicam uma capacidade moderada de retenção magnética, com a intensidade do campo magnético necessária para anular a remanência sendo considerada moderada.

Interpretações revelam que a amostra ZCCN (Figura 12 c) apresenta uma capacidade relativamente baixa de retenção magnética, sugerida pela quantidade reduzida de remanência magnética. A intensidade moderada do campo magnético necessária para anular essa remanência aponta para características magnéticas associadas aos componentes minerais presentes na amostra.

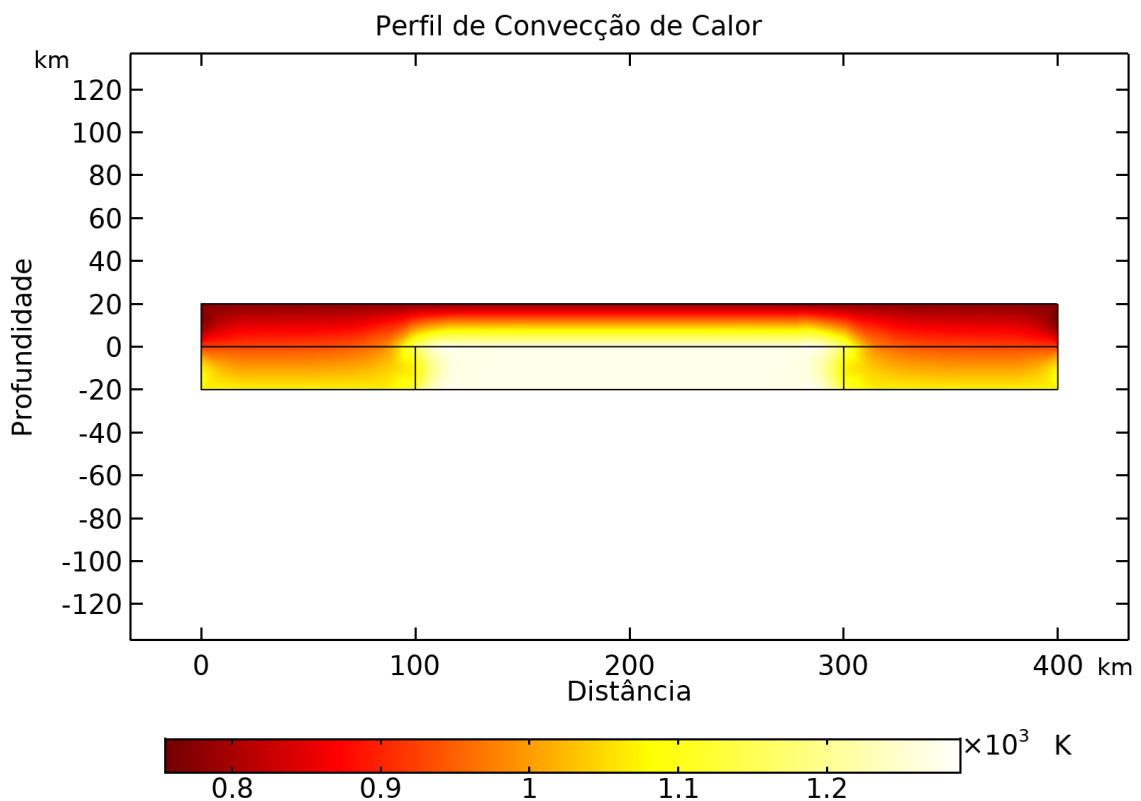
Análises apontam que a amostra ZCG (Figura 12 d) demonstra uma capacidade de retenção magnética e uma resistência significativa à reversão magnética, conforme indicado pela coercividade magnética remanente elevada.

Interpretações revelam que a amostra MTCRP85 (Figura 12 e) exibe propriedades magnéticas, com capacidade de retenção magnética e resistência significativa à reversão magnética, conforme indicado pela coercividade magnética remanente. O Índice S^* (DCD) proporciona uma compreensão detalhada da resposta magnética específica desta amostra em relação à orientação do campo magnético.

5.5 MODELAGEM TÉRMICA

Ao analisar a distribuição de calor no modelo de convecção (Figura 13), observamos uma zona de desmagnetização que se estende de forma mais superficial no centro do modelo. Essa característica sugere uma maior dissipação de calor nessa região, alinhando-se com as previsões de uma maior concentração de calor nessa área específica.

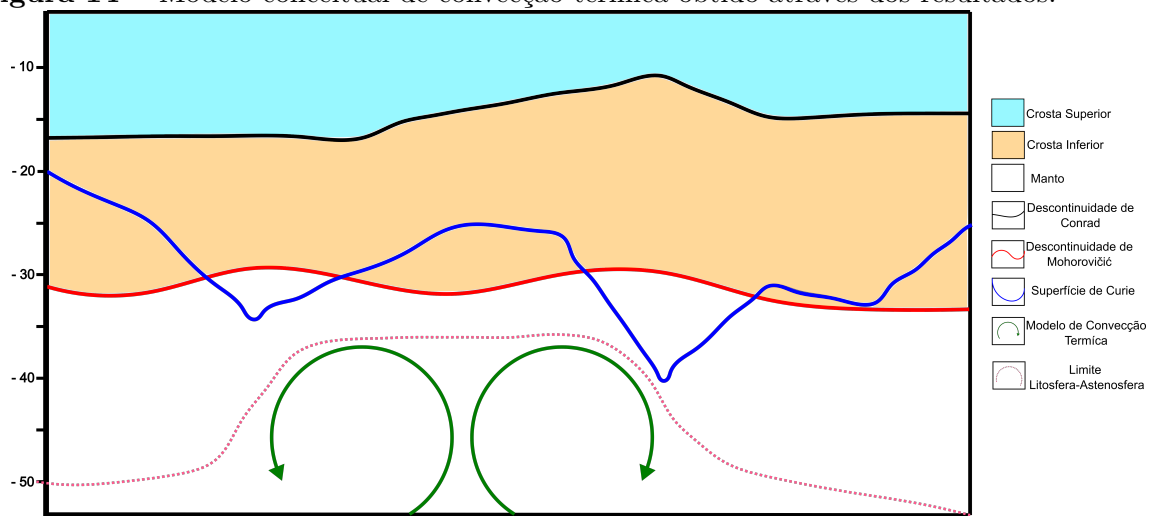
Figura 13 – Modelo de convecção térmica sobre a linha de refração profunda de Lima et al. (2015).



Contrastando com essa observação, identificamos que é possível haver uma zona

magnetizada mais profunda, situada nas bordas do modelo de convecção. Este padrão é coerente com a previsão de uma menor dissipação de calor nessa região, indicando uma maior retenção térmica nas bordas do sistema. Essa correlação entre os resultados observados e as expectativas inicialmente estabelecidas fortalece a validade do modelo térmico desenvolvido. Em suma, os dados térmicos obtidos não apenas corroboram as previsões iniciais, mas também proporcionam uma visão mais profunda das interações térmicas no modelo (Figura 14), contribuindo para uma compreensão mais abrangente do fenômeno.

Figura 14 – Modelo conceitual de convecção térmica obtido através dos resultados.



6 DISCUSSÕES

As discussões propostas pelos autores Correa, Vidotti e Oksum (2016) acerca do modelo de Superfície Curie (SC) da Província da Borborema, propondo que as zonas em que a SC está abaixo da descontinuidade de Moho indicam a presença de um manto hidratado, caracterizado como um manto magnético. Essa abordagem vai contra interpretações anteriores que associavam a descontinuidade de Mohorovicic à demarcação entre uma crosta magnetizada e um manto não magnético (WASILEWSKI; THOMAS; MAYHEW, 1979; WASILEWSKI; MAYHEW, 1992).

Os estudos conduzidos por Kuppenko et al. (2019), Ferré et al. (2021), têm contribuído para a complexidade do entendimento da estrutura magnética da crosta terrestre. A ideia de fontes magnéticas em profundidades mantélicas desafia concepções antigas, utilizando dados experimentais, magnetização em xenólitos do manto e observações de satélite para apoiar a presença de minerais magnéticos em regiões do manto e possivelmente na crosta além dos limites tradicionais da descontinuidade de Mohorovicic.

Ao analisar amostras da região da Borborema, como ZCPE33, ZCP69, ZCCN e ZCG, os resultados indicam a presença de minerais magnéticos em diferentes contextos crustais. Enquanto a amostra representante de um manto hidratado (MTCRP85) contribui para a ideia a existência de magnetizações nas camadas superiores do manto.

O modelo de convecção proposto para a astenosfera, conforme delineado por Jennings et al. (2023), fornece uma perspectiva para a interpretação das condições na região da Borborema. A proposta sugere que o calor ascende na porção inferior da área onde a superfície Curie se eleva, provocando desmagnetização das rochas naquela região. Enquanto nas laterais, onde ocorre a queda da (SC), observa-se o mergulho das correntes de calor na astenosfera, revelando uma magnetização mantélica. Essa abordagem explica os resultados apresentados com a modelagem térmica e com os resultados de dados laboratoriais. A modelagem considera a interação dinâmica entre a distribuição magnética, a estrutura crustal e a convecção na astenosfera e a propagação de calor no manto oferecendo assim um modelo geofísico que permite compreender os processos geofísicos que ocorrem na região estudada.

7 CONCLUSÕES

O presente trabalho final de curso abordou as propriedades magnéticas e térmicas de amostras rochosas da região de Borborema, bem como buscou explorar as contribuições recentes de diversos estudos na área. A análise detalhada de dados, incluindo susceptibilidade magnética, curvas termomagnéticas, histerese, magnetização remanente isotérmica (IRM) e modelagem térmica, proporcionou observações sobre a composição mineralógica, resposta magnética e interações térmicas nas amostras estudadas.

Os resultados revelaram uma diversidade marcante nas propriedades magnéticas, sugerindo origens geológicas diferentes e trajetórias ao longo do tempo geológico. As amostras ZCPE33, ZCP69, ZCCN e ZCG exibiram respostas magnéticas variadas, indicando a presença de minerais magnéticos em diferentes contextos crustais. A amostra representativa de um manto hidratado, MTCRP85, contribuiu para a compreensão proposta por estudos anteriores sobre a Superfície Curie (SC) na Província da Borborema.

As discussões baseadas nos trabalhos de Correa, Vidotti e Oksum (2016) e a abordagem de Jennings et al. (2023) sobre a convecção na astenosfera ofereceram interpretações consistentes para os resultados gerados durante essa dissertação. A possibilidade de fontes magnéticas em profundidades mantélicas desafia concepções tradicionais, enquanto o modelo de convecção considera interações dinâmicas entre a distribuição magnética, a estrutura crustal e a convecção de calor na astenosfera.

Em síntese, a abordagem integrativa das propriedades magnéticas e térmicas contribuiu para a compreensão da Superfície Curie e o Fluxo Térmico na região da Província Borborema. Os resultados apresentados não apenas corroboram as observações de Ferré et al. (2014), Correa, Vidotti e Oksum (2016), Kuppenko et al. (2019), Ferré et al. (2021), mas também oferecem novos pontos de vista como os de Jennings et al. (2023), destacando a complexidade e a diversidade dos processos geodinâmicos na área. Esse entendimento contribui para o avanço do conhecimento sobre as interações entre a crosta terrestre e os processos térmicos e magnéticos que moldam as características geológicas da região.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 17, n. 1-2, p. 1–29, 1981.
- BOER, C. B. D.; DEKKERS, M. J. Thermomagnetic behaviour of haematite and goethite as a function of grain size in various non-saturating magnetic fields. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 133, n. 3, p. 541–552, 1998.
- BRAGANÇA, G.; BRAGA, L. F. A superfície de curie na região bahia sul— análise espectral sobre dados aeromagnéticos de alta resolução. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS AND BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Salvador, Bahia, Brazil, 11-14 September 2005*. 2005. p. 729–737.
- CARDOSO, A. d. L. Modelo de predição de condutividade térmica de rochas usando medidas em misturas bifásicas. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências, 2016.
- CASTELLAN, P.; VIEGAS, G.; FALEIROS, F. M. Brittle–ductile fabrics and p–t conditions of deformation in the east pernambuco shear zone (borborema province, ne brazil). *Journal of the Geological Society*, GeoScienceWorld, v. 178, n. 1, 2021.
- CORREA, R. T.; VIDOTTI, R. M.; OKSUM, E. Curie surface of borborema province, brazil. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 679, p. 73–87, 2016.
- DAY, R. Some curious thermomagnetic curves and their interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 27, n. 1, p. 95–100, 1975.
- DEARING, J. A. et al. Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 127, n. 3, p. 728–734, 1996.
- DUNLOP, D. Rock magnetism. fundamentals and frontiers. *Geological Magazine*, Cambridge University Press, v. 135, 1998.
- DUNLOP, D. J.; KLETETSCHKA, G. Multidomain hematite: a source of planetary magnetic anomalies? *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 17, p. 3345–3348, 2001.
- FERRÉ, E. C. et al. Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 624, p. 3–14, 2014.
- FERRÉ, E. C. et al. Magnetic sources in the earth’s mantle. *Nature Reviews Earth & Environment*, Nature Publishing Group UK London, v. 2, n. 1, p. 59–69, 2021.

- GE, J. et al. Thermal properties of harzburgite and dunite at 0.8–3 gpa and 300–823 k and implications for the thermal evolution of tibet. *Geoscience Frontiers*, Elsevier, v. 12, n. 2, p. 947–956, 2021.
- HASUI, Y. et al. Geologia do brasil. Beca São Paulo, Brazil, 2012.
- JEMMAL, Y.; ZARI, N.; MAAROUFI, M. Thermophysical and chemical analysis of gneiss rock as low cost candidate material for thermal energy storage in concentrated solar power plants. *Solar energy materials and solar cells*, Elsevier, v. 157, p. 377–382, 2016.
- JENNINGS, S. et al. Magnetotelluric support for edge-driven convection and shear-driven upwelling in the newer volcanics province. *Scientific Reports*, Nature Publishing Group UK London, v. 13, n. 1, p. 5543, 2023.
- JOVANE, L. et al. Rock magnetism of hematitic “bombs” from the araguainha impact structure, brazil. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Wiley Online Library, v. 12, n. 12, 2011.
- KUPENKO, I. et al. Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, Nature Publishing Group UK London, v. 570, n. 7759, p. 102–106, 2019.
- LIMA, M. V. A. de et al. Deep seismic refraction experiment in northeast brazil: New constraints for borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 58, p. 335–349, 2015.
- LIU, Q. et al. Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 50, n. 4, 2012.
- MAXBAUER, D. P.; FEINBERG, J. M.; FOX, D. L. Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-Science Reviews*, v. 155, p. 28–48, 2016. ISSN 0012-8252. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825216300137>.
- MCENROE, S. A. et al. What is magnetic in the lower crust? *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 226, n. 1-2, p. 175–192, 2004.
- MIRANDA, T. S. et al. Structural evolution of the cruzeiro do nordeste shear zone (ne brazil): Brasiliano-pan-african-ductile-to-brittle transition and cretaceous brittle reactivation. *Journal of Structural Geology*, Elsevier, v. 141, p. 104203, 2020.
- OKUBO, Y. et al. Curie point depths of the island of kyushu and surrounding areas, japan. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 3, p. 481–494, 1985.
- OLIVEIRA, R. G. d. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. Tese (Doutorado), 2008.
- O'REILLY, W. *Rock and mineral magnetism*. Springer Science & Business Media, 1984.
- RAPOSO, M. I. B.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; SIQUEIRA, R. The effect of magnetic anisotropy on paleomagnetic directions in high-grade metamorphic rocks from the juiz de fora complex, se brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 209, n. 1-2, p. 131–147, 2003.

- ROBERTSON, D.; FRANCE, D. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, Elsevier, v. 82, n. 3-4, p. 223–234, 1994.
- ROBINSON, P. et al. Remanent magnetization, magnetic coupling, and interface ionic configurations of intergrown rhombohedral and cubic Fe-Ti oxides: A short survey. *American Mineralogist*, Mineralogical Society of America, v. 101, n. 3, p. 518–530, 2016.
- ROCHA, L. G. de M. et al. Curie surface of the alkaline provinces of Goiás (GAP) and Alto Paranaíba (APAP), central Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier, v. 297, p. 28–38, 2015.
- SCHON, J. Physical properties of rocks. *A Workbook. Handbook of petroleum exploration and production*, v. 8, 2011.
- SILVA, V. L. et al. Metamorphic evolution of metasedimentary rocks of the Feira Nova region: tectonic implications for the Brazilian orogeny in eastern Borborema province, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 100, p. 102590, 2020.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 35, n. 2, p. 293–302, 1970.
- TABOSA, L. F. C. Aplicação de random forest para a detecção de corpos máficos-ultramáficos da suíte gameleira no embasamento da faixa Brasília, Brasil. Dissertação de Mestrado.
- TANAKA, A.; OKUBO, Y.; MATSUBAYASHI, O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in east and southeast Asia. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 306, n. 3-4, p. 461–470, 1999.
- TAUXE, L. *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press, 2010.
- THOMPSON, R. et al. Magnetic properties of natural materials. *Environmental magnetism*, Springer, p. 21–38, 1986.
- TRINDADE, R. I. et al. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*, Elsevier, v. 314, n. 4, p. 443–468, 1999.
- VANSCHMUS, W.; KOZUCH, M.; NEVES, B. de B. Precambrian history of the zona transversal of the Borborema province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 31, n. 2-3, p. 227–252, 2011.
- WANG, X.-G. et al. Curie temperature for an alternating magnetic superlattice. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, Elsevier, v. 212, n. 1-2, p. 121–124, 2000.
- WASILEWSKI, P. J.; MAYHEW, M. A. The Moho as a magnetic boundary revisited. *Geophysical Research Letters*, v. 19, n. 22, p. 2259–2262, 11 1992.

WASILEWSKI, P. J.; THOMAS, H. H.; MAYHEW, M. The moho as a magnetic boundary. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 6, n. 7, p. 541–544, 1979.

ZIEMNIAK, S. E.; CASTELLI, R. A. Immiscibility in the Fe_3O_4 – FeCr_2O_4 spinel binary. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, v. 64, n. 11, p. 2081–2091, 2003. ISSN 0022-3697. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022369703002373>.